
CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR DURANTE EL HOLOCENO EN EL LITORAL CARIBE COLOMBIANO

Kim Robertson D. y Néstor Martínez A.

Profesor Asistente, Depto de Geografía, Universidad Nacional. Tel. 3165000 Ext 16356, Santafé de Bogotá. Geólogo, IDEAM, Subdirección de Geomorfología y Suelos. E-mail: nestorm@ideam.gov.co

RESUMEN

Este artículo presenta los resultados más destacados las investigaciones recientes sobre las variaciones en el nivel del mar en la costa caribe colombiana basado en el estudio de las geoformas litorales, depósitos costeros y deltaicos asociados. Aunque este trabajo se apoya en las investigaciones adelantadas en forma conjunta por la Universidad Nacional y el IDEAM dentro del Proyecto Morfodinámica del Litoral Caribe, se limitará a las evidencias sobre variaciones en la línea de la costa entre el Golfo de Urabá y la Ciénaga Grande de Santa Marta, durante el Holoceno. Para el trabajo se emplearon las técnicas convencionales de fotointerpretación y análisis de imágenes de satélite Landsat, apoyadas en trabajo de campo, además de la información básica y estudios disponible.

Las evidencias más claras de variaciones recientes del nivel del mar corresponden a los cordones litorales y playas formados durante un nivel del mar 2 a 3 metros (en promedio) por encima del nivel actual y fechados alrededor de los 3.000 años AP. Los casos más destacados se encuentran próximos a los deltas de los ríos Sinú y Magdalena, y sobre el Golfo de Morrosquillo y el sector litoral Arboletes - Golfo de Urabá. Entre Cartagena y Arboletes este mismo nivel está asociado con numerosos arrecifes coralinos y conchales subaéreos, datados por C^{14} entre 2460 y 2700 años A.P. Este nivel también coincide con terrazas marinas y acantilados cortados en rocas terciarias al sur del río Sinú, el Golfo de Morrosquillo, isla de Barú, el Darién y próximo al delta del Magdalena.

Con base en estas observaciones, se hace evidente la presencia de un nivel del mar 2 a 3 metros por encima del nivel actual, a lo largo del Litoral Caribe Colombiana durante el Holoceno Medio. Esta

interpretación sugiere que este nivel corresponde al Optimo Térmico del Holoceno, nivel máximo a partir del cual el mar ha tenido un descenso seguido por su actual recuperación. Dada la tendencia actual de ascenso del nivel del mar a nivel mundial, las evidencias de un nivel de mar holocénico servirían como una buena guía para estimar el área potencialmente inundable en el futuro próximo.

Palabras claves: Holoceno, litoral caribe, geomorfología, nivel del mar, terrazas marinas, cordones litorales, arrecifes coralinos, paleoacantilados, C¹⁴.

INTRODUCCION

El conocimiento de la dinámica litoral actual y reciente es una herramienta valiosa en la predicción de riesgos y amenazas naturales en zonas costeras. Una de las mayores preocupaciones se relaciona con el ascenso futuro del nivel mar, estimado en hasta 50 cm. para el año 2100 (IPCC, 1995). La identificación de áreas potencialmente inundables ante el eventual aumento del nivel del mar puede ser realizada mediante el uso de indicadores geomorfológicos o geoformas litorales. Muchas de estas geoformas litorales son fácilmente identificables en las aerofotografías, imágenes de satélite o durante la comprobación de campo, lo cual permite reconstruir las variaciones del nivel del mar a lo largo de la costa. Para evaluar la potencial variación del nivel del mar durante el Holoceno, se seleccionó el área sur-central del Caribe Colombiano, es decir, el sector entre el Golfo de Urabá y la Ciénaga Grande de Santa Marta, la cual presenta una gran variedad de geoformas costeras

(Fig.1).

Los indicadores geomorfológicos más destacados en la zona litoral incluyen los cordones litorales subcrecientes, terrazas marinas, corales subaéreos y paleoacantilados, todas evidencias indiscutibles de antiguos niveles marinos. Los cordones litorales corresponden a antiguas barras de playa, correlacionables con niveles del mar más o menos estables durante un período de tiempo. En forma similar, las terrazas marinas y corales subaéreos marcan antiguos niveles de abrasión o estancamiento de mar, período aprovechado para el crecimiento de las colonias de corales y la formación de plataformas de abrasión. En cambio, los paleoacantilados representan la expresión morfológica del máximo avance de la abrasión marina ocasionado por el oleaje. Para la correlación de estas geoformas, se apoya en su continuidad morfológica y las dataciones radiométricas de los depósitos litorales existentes de la costa caribe colombiana.

Aunque este trabajo se apoya en el programa de Morfodinámica del Litoral Caribe el cual se adelantó en forma conjunta por el IDEAM y la Universidad Nacional, solo se evaluará los cambios en el nivel del mar durante el período holocénico, es decir, los últimos 10.000 años. También se consultaron numerosos estudios que tratan localmente los fenómenos costeros y la geomorfología litoral en general. Para el área de Cartagena y el sector de Mulatos-Sinú, Burel y Vemette (1981) y Page (1982), respectivamente, reportan terrazas marinas y arrecifes coralinos elevados, evidencias de cambios del nivel del mar durante el Holoceno.

También, estudios sobre el desarrollo deltaico del río Sinú, adelantados por el CIAF (1985), Robertson (1987), Aguirre (1994) y Robertson y Chaparro (1998), señalan los elementos geomorfológicos fundamentales en el control de la dinámica litoral y evidencias de niveles holocénicos ligeramente superiores al nivel del mar actual. Para el Golfo de Morrosquillo, Molina *et al.* (1994) analiza en detalle la dinámica marina reciente mientras que Martínez y Robertson (1997) e IDEAM-Universidad Nacional (1998) correlacionan varios niveles marinos para el Cuaternario Superior a nivel regional. Finalmente, existen varias publicaciones de Ingeominas (Molina *et al.*, 1998; Martínez, 1993)

que señalan los grandes rasgos geomorfológicos de la costa del Caribe, con énfasis en su dinámica regional actual.

CARACTERISTICAS REGIONALES

El área de interés comprende la zona litoral desde el Golfo de Urabá al sur, hasta el delta del río Magdalena y la Ciénaga Grande de Santa Marta al norte, región dominada por un paisaje de colinas bajas, deltas, playas y arrecifes coralinos (Fig. 1). De sur a norte se encuentran las serranías del Darién, Triganá, Las Palomas - Abibe, San Jacinto y Luruaco, todas con cimas menores a los 500 metros en cercanías de la costa. En esta región, desembocan tres ríos de gran importancia, el Atrato, el Sinú y el Magdalena, que junto con sus depósitos deltaicos, crean uno de los sistemas más dinámicos y variados en geoformas litorales.

Geológicamente la zona litoral está dominado por rocas sedimentarias plegadas de origen marino de edad terciaria en las Serranías de San Jacinto y Luruaco, cubiertas por una secuencia de rocas calcáreas de edad plio-pleistocénica (Angel *et al.*, 1985). Localmente, esta cobertura de rocas calcáreas constituye el límite costero tal como en la Isla de Barú y las colinas circundantes de Cartagena, Boca Canoa y Puerto Colombia (Fig. 1).

Al sur del Golfo de Barbaças y especialmente en las estribaciones de la Serranía de Las Palomas, afloran rocas sedimentarias de tipo turbidítico, de tendencia arcillosa poco resistente a la abrasión marina, sin una cobertura calcárea importante. Finalmente, sobre el flanco occidental del Golfo de Urabá, se destacan una secuencia de rocas fuertemente plegadas de composición volcánico-sedimentaria e intrusiva, relacionadas con las Serranías de Triganá y Darién respectivamente (Duque-Caro, 1990).

Estructuralmente la zona litoral constituye un prisma sedimentario de acresión oblicua entre las placas de Sudamérica y la Caribe. La actividad sísmica es moderada a baja, relacionada con un movimiento compresivo regional entre las dos placas. Esta actividad tiende a incrementarse hacia el suroeste y noreste, límites tectónicos asociados los sistemas de las fallas Uramita-Murindó y Santa Marta-Oca respectivamente (Fig. 1).

A nivel regional, se presenta un clima subtropical seco con tendencias más húmedas hacia el suroeste. Las precipitaciones medias varían entre los 900 mm/a en Barranquilla y los 2.500 mm/a en Turbo, Antioquia (IDEAM-Universidad Nacional, 1998). En esta zona del país, las lluvias caen principalmente entre los meses de

mayo y octubre, período que coincide con la llegada de la zona de Confluencia Intertropical (ZCIT) al Caribe Colombiano. Estas condiciones climáticas favorecían antiguamente la formación de un bosque seco tropical, cobertura actualmente muy intervenida y reemplazada principalmente por pastos en las colinas y cultivos en los valles aluviales mayores.

A nivel regional, dominan los vientos alisios del noreste durante gran parte del año pero pierden fuerza a mediados del año (verano boreal) al ser reemplazados por las condiciones convectivas de la ZCIT. Estas condiciones atmosféricas imprimen un oleaje dominante del noreste y por lo tanto, una deriva litoral de sedimentos hacia el suroeste, característico del Caribe Colombiano.

CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR

La dinámica litoral y sus formas costeras están, en gran parte, condicionadas por los cambios del nivel del mar que pueden ocurrir tanto por causas tectónicas o eustáticas relacionadas con cambios climáticos. El litoral Caribe Colombiano a sufrido cambios del nivel marino que han marcado su evolución, siendo la actual configuración del litoral resultado de las variaciones ocurridas al final del Pleistoceno y en especial durante el

Holoceno.

El Cuaternario se caracterizó por la sucesión de niveles bajos del mar (períodos glaciales con duración de 90.000 años aprox.), separados por intervalos cortos de mayor nivel marino (interglaciales, con duración de 10.000 a 20.000 años). Para el último glacial y glaciación se estima un nivel global del mar unos 100 m más bajo en relación con el actual (Davis, 1996). Las temperaturas mínimas del último glacial se presentaron hace unos 18.000 años junto con el nivel mínimo del mar, a partir del cual el nivel del mar comenzó a subir de nuevo (Fig. 2). El óptimo térmico del Holoceno ocurrió hacia los 6000 años A.P. marcando el inicio de un período con temperaturas meta-estables desde entonces (Bird, 1993).

A nivel global, algunos autores incluyendo Pirazzoli (1991), consideran el Caribe como una zona isostáticamente estable, sin niveles de mar superiores al nivel del mar actual (Fig. 3). Sin embargo, evidencias en el Caribe Colombiano identificadas por Ochesnius (1981), Khobzi (1981), Vernette (1985) e IDEAM-Universidad Nacional (1997 y 1998) permiten señalar varios niveles (2 a 3, 4 a 6 y 8 a 10 o más metros) mayores que el nivel actual del mar.

La evolución holocénica del Caribe Colombiano se inicia

probablemente con una plataforma continental emergida formando una llanura costera que permitió que el litoral se extendiera varios kilómetros más que la actual área seca (Ochesnius, 1981), período durante el cual las islas actuales debieron formar parte de los espacios continentales. La ocurrencia de un mayor nivel marino que el actual durante el óptimo climático holocénico (aproximadamente entre 6000 y 4000 años A.P., Roberts, 1998) corresponde con terrazas marinas de abrasión y acumulación y marismas hoy sedimentadas, todas geoformas de interés en este análisis. Estudios realizados para el Caribe mostraron un ascenso del nivel del mar de 20 cm para el período 1880-1980 (Gomitz y Lebedeff, 1987), concordante con lo propuesto por IPCC (1994) al estimar un ascenso similar a partir del año 1850, con tasas de 1-2 mm/año.

OBSERVACIONES MORFODINAMICAS

Para la evaluación de las geoformas litorales se ha optado por dividir el litoral en sectores morfodinámicos, sistema que permite examinar las distintas evidencias y las relaciones espaciales y temporales locales en primera instancia. A continuación, se presentarán las distintas observaciones de sur a norte desde el Golfo de Urabá hasta a la Ciénaga

Grande de Santa Marta.

Sector Golfo de Urabá

La morfología litoral del Golfo de Urabá está controlada por la interacción de tres factores principales: la evolución tectónica de la región, los aportes fluviales y la dinámica oceánica, los cuales han determinado un complejo sistema de geoformas erosivas y de acumulación (Fig. 4). La forma general del golfo refleja un claro control estructural configurando una entrante alargada y semi-cerrada de 80 km de largo, 25 km de ancho en promedio y profundidades de menos de 30 m en su zona central y sur. Por los flancos se asoman las serranías de Abibe y Darién, levantadas tectónicamente desde finales del Terciario (Duque-Caro, 1990).

Mientras en el sector norte del golfo se destacan acantilados, cordones litorales y niveles de terrazas marinas de origen coralino y terrígeno, el sector sur está dominado por deltas y marismas sin evidencias de terrazas marinas. Próximo a Aguacate, Capurganá y Sapzurro se aprecia una plataforma coralina elevada 2 metros por encima del nivel del mar (Fig. 6). Los corales corresponden a especies de barrera litoral de poca profundidad, en posición de crecimiento y sin indicios de alteración. Localmente este nivel coralino está cubierto por depósitos

coluviales provenientes de las colinas cercanas de la serranía de Darién.

Desde el sector nordeste del golfo, entre la población de Necocli y Punta Caribana, se presenta un complejo sistema de cordones de playa ligadas al litoral rocoso y paleoacantilados. Localmente los niveles altos de cordones obturan la parte inferior de pequeños valles, lo cual ha conducido a la formación de ciénagas locales de El Salado y Marimonda (Fig. 7). Los procesos constructivos de los cordones parece desarrollarse a partir del aporte de sedimentos provenientes parcialmente de los ríos San Juan y Mulatos mediante la deriva litoral hacia el suroeste. Paleoacantilados, en forma de un escarpe suave subparalelo a la costa actual, se destacan detrás de los cordones más antiguos, evidencia indiscutible de un nivel de mar aproximadamente 3 metros por encima del nivel actual (IDEAM-Universidad Nacional, 1998).

Hacia el sector sur central del golfo dominan las acumulaciones aluviales provenientes de los sistemas fluviales de los ríos Atrato, León, Turbo, Caimán y otros cauces menores. En esta dinámica, se destaca el crecimiento lento del delta del Atrato sobre la costa occidental del golfo frente al avance rápido de la mayoría de los deltas menores situados en la costa oriental del

Golfo. Cordones litorales subrecientes aparecen en forma tenue sobre el flanco sur del golfo, semi-submergidos en las marismas.

Aunque algunos autores indican una sedimentación y progradación importante en el delta del Atrato (Molina *et al.*, 1992), una revisión de la cartográfica histórica con el apoyo de las imágenes de satélite señala pocos cambios en su extensión y morfología general. De acuerdo con la cartografía antigua de 1817, 1832 y 1846 (IGAC, 1985) el delta del Atrato ha permanecido casi inalterado durante más de 150 años, algo casi impensable en otros sectores de las costas colombianas (Robertson, 1989). En este mismo período, la configuración del delta del Atrato solo ha sufrido un cambio significativo, consistente en la desactivación y retroceso de la boca más al norte de Tarena, siendo reemplazado por la nueva boca de El Roto un poco más al sur (Fig. 4), inexistente en la cartografía antigua.

El sistema litoral del Golfo de Urabá revela un aparente déficit de sedimentos al sector sur del golfo conjugado por un probable proceso de subsidencia. Evidencias como la poca presencia de cordones litorales, la poca progradación del delta del Atrato y el retroceso de las escasas playas del sector sur central indican un litoral en retroceso progresivo. La poca afluencia de sedimentos arenosos sobre el litoral puede

deberse al efecto de trampa que configuran el sistema de abanicos aluviales y pantanosos del bajo Atrato, donde se acumularían los aportes terrígenos provenientes de la Cordillera Andina. Finalmente, la posición preferencial del delta del Atrato hacia el flanco occidental del golfo sugiere una subsidencia o basculamiento del valle inferior hacia el oeste (Chevillot *et al.*, 1993).

Este proceso de hundimiento podría deberse a la compactación de las grandes acumulaciones fluvio-marinas lodosas, sin descartar una influencia tectónica, haciendo poco probable el cierre próximo del golfo por el delta del Atrato. En cambio, los flancos de esta fosa tectónica y específicamente sectores noreste y noroeste conservan claras evidencias de un mar más elevado en épocas recientes.

Sector Litoral de Abibe - Las Palomas

Comprende el litoral de costas altas que bordea los departamentos de Córdoba y Antioquia, formado principalmente a partir de procesos erosivos marinos del mar al labrar y cortar las estribaciones costeras de las serranías de Abibe y Las Palomas (Fig. 8). Se caracteriza por la presencia de terrazas marinas situadas a alturas entre 2 y 5 m., las cuales son interrumpidas por esporádicas radas y entrantes donde se forman pequeñas playas,

resguardadas por salientes de roca terciaria donde localmente se asientan corales inactivos. En general el litoral conformado por esta terraza presenta tendencia a la erosión donde las pequeñas playas se forman con arenas que transitoriamente deposita la deriva litoral, sin embargo, el deficiente manejo antrópico puede desatar graves procesos erosivos al romper el equilibrio natural.

La evidencia geomorfológica más destacada la constituyen las extensas terrazas marinas a lo largo de la línea de costa, resultado de un período de abrasión marina y una posterior acumulación de sedimentos, en general de 2 a 4 metros de espesor (Fig. 9 y 10). Están constituidas por depósitos de arenas y gravillas y localmente por depósitos coluvio-aluviales con paleocanales cubriendo las rocas terciarias labradas, compuestas principalmente por limolitas y arcillolitas, generalmente plegadas y falladas. Las terrazas de origen marino se observan en formas casi ininterrumpida desde Punta de Piedra (Moñitos, Córdoba), hasta Punta Caribana en el Urabá antioqueño, con ancho que puede variar de decenas de metros hasta los 3 kilómetros (Fig. 8).

La terraza se caracteriza geomorfológicamente por estar apoyada en un acantilado inactivo labrado sobre las colinas de la

serranía, la cual a la vez presenta salientes rocosas como expresión del litoral subreciente. Las terrazas pueden estar cubiertas por antiguas barras de playa como en Mulatos, marismas inactivas (Arboletes) o por depósitos coluvio-aluviales que recubren las rocas terciarias truncadas como en Damaquiel, Cristo Rey, Puerto Escondido y Broqueles (Fig. 9). La altura de la terraza varía desde 1-2 m. como en las barras subrecientes de Mulatos y Moñitos y la marisma de Puerto Rey en Arboletes (Fig. 10); 2 a 3 m. como en Cristo Rey y San Juan de Urabá; 3 a 5 m. o más como en Puerto Escondido, el suroccidente de Arboletes y en Damaquiel. Efectos tectónicos locales, tal como lo propone Page (1982) y actividad por diapiros de lodo son utilizados para explicar esta diferencia de niveles. Mención aparte recibe el litoral bajo entre Mulatos y Punta Caribana, donde existe un cordón litoral subreciente de aproximadamente 2.5 km de ancho, con incipiente disección favorecida por un desnivel local que marca la transición hacia el cordón actual (Fig. 7).

Se interpreta que los cordones subrecientes (mas altos) debieron formarse durante un nivel del mar 2-3 metros mas alto que el actual, construidos gracias al aporte de materiales de los ríos Sinú y San Juan de Urabá. Donde la acumulación de depósitos de playa

no fue posible, la terraza fue cubierta con sedimentos gruesos de origen coluvio-aluvial. El estabilizamiento del nivel del mar actual mas bajo produce erosión en zonas de pobres aportes y acumulación en las que disponían de fuentes sedimentógenas tales como los cordones actuales de Moñitos por el río Sinú, recientemente instalado en su delta nuevo de Tinajones y por deriva litoral. En Punta Caribana, estos procesos, más el efecto de trampa espolón de la punta, ha favorecido la formación de extensos cordones subcrecientes de Mulatos (Fig. 7).

El desnivel natural de la terraza arenosa debió formarse durante el descenso rápido del nivel del mar después de su máximo holocénico y que ahora se encuentra en retroceso ante el nuevo aumento del nivel marino.

Afloramientos rocosos compuestos por corales inactivos y que se hallan expuestos fuera del agua constituyen una evidencia mas del nivel marino holocénico mas alto. Se caracterizan por masas arrecifales en posición de crecimiento asentadas sobre rocas terciarias plegadas y cortadas previamente, que actualmente ocupan salientes rocosas en el mar a manera de espolones naturales, de uno a dos metros de altura. Ejemplos de esta geofoma fueron observados en Punta Broqueles (Fig.

9), Puerto Escondido y Punta La Cruz. Dataciones de C^{14} realizadas sobre el restos de coral *in situ* (Page, 1982) en Broqueles y Puerto Escondido (cerca de la desembocadura del río Canalete) arrojaron edades de 2715 ± 130 años AP y 2755 ± 130 años AP respectivamente. Se interpreta que estos parches coralinos crecieron sobre salientes rocosas de la terraza abrasiva que el mar labró durante el óptimo holocénico, seguramente cuando el río Sinú se encontraba empezaba a formar su delta y sin capacidad de afectar el normal desarrollo de los corales. También se reporta una plataforma coralina levantada 2-3 metros en las islas de Tortuguilla y Fuerte (Díaz *et al.*, 1996), siendo la segunda datada por Page (1982) en 2940 ± 130 años AP, la cuales se interpretan como otra evidencia de un nivel alto del mar durante el Holoceno.

La preservación de esta plataforma puede deberse en buena medida la cercanía de las serranías a la costa, lo que ligado a un régimen de lluvias escasas sólo permite la formación de pequeñas corrientes y ríos menores que causaron poca disección. En general, sobre la terraza pueden encontrarse coluviones menores y pequeños depósitos aluviales. Deformaciones locales de importancia sólo se presentan en zonas de volcanes de lodo (Arboletes y Puerto Escondido) que facilitan el levantamiento del

litoral, sin embargo, el mar actualmente causa erosión. También ocurre deformación local por fallas como en Damaquiel y Zapata, donde la altura de las terrazas varía muy localmente. Estas fallas activas están asociadas con el sistema de fallas de Uramita-Murindó, de reconocida actividad tectónica actual.

Costa Litoral de Sinú - Morrosquillo

El sector central del Litoral Caribe, comprendido entre el delta del río Sinú y el Golfo de Morrosquillo, conserva tal vez una de las mejores secuencias holocénicas con deltas, cordones litorales y corales de origen antiguo y reciente. La distribución espacial de estas geoformas, algunos datadas con técnicas de C^{14} , permite presentar una visión de la evolución reciente esta zona litoral durante el Holoceno.

En la zona de San Bernardo del Viento y la Doctrina del delta del río Sinú (Fig. 13) se hallan varias terrazas marinas asociadas con una antigua línea de costa, constituidas por cordones litorales arenosos, 2 a 3 metros por encima del nivel actual del mar (CIAF, 1985). Capas orgánicas intercaladas en estos depósitos de playa y delta, fechados en 2250 ± 30 años AP (Aguirre, 1994), indican el comienzo de las fases deltaicas del río Sinú durante el Holoceno Medio.

El hallazgo de corales en posición de crecimiento, 2 metros sobre el nivel del mar, frente a esta antigua costa en la actual Bahía Cispata y datados en 2460 ± 30 años A.P. (Aguirre, 1994), confirma la presencia de un nivel del mar aproximadamente 3 metros por encima de los nivel actual (Fig. 12). Estos corales permiten deducir condiciones de aguas limpias para ese mismo período en esta zona, actualmente dominado por un ambiente deltaico. Por estas características se infiere que el río Sinú desembocaba más al SW sobre un golfo dominado por una deriva litoral hacia el suroeste, la cual arrastraba el poco material en suspensión que escapaba del delta interno de la Ciénaga Grande de Loricá.

Más al norte, sobre imágenes de satélite y aerofotografías, se aprecian dos líneas de playa nítidas en el Golfo de Morrosquillo (Fig. 14), cartografiadas como actuales y subrecientes. Asociadas con estas secuencias de barras de playa se hallan marismas de mangle actuales y subactuales respectivamente. Ejemplos de esta asociación de geoformas se observan claramente entre la playa de Coveñas y Ciénaga de La Caimanera. Terrazas marinas de 2 a 3 metros de altura, constituidas por corales muertos, fragmentos de coral y material calcáreo, se reconocieron en Coveñas y al norte de Berrugas,

también dentro del golfo.

En el sector de Rincón, al norte de Tolú, se distingue una secuencia litoral conformada por playas y marismas recientes y barras de playa subrecientes recostadas sobre un paleoacantilado de 20 m. de altura. Este paleoacantilado se caracteriza por un talud suavizado de 30°, cortado en las rocas terciarias y orientado en forma paralela a la costa actual. El paleoacantilado puede seguirse desde punta San Bernardo en el extremo norte del Golfo de Morrosquillo hasta el norte de Rincón (Fig. 5).

La antigua línea de costa, formada por los cordones litorales más antiguos de Coveñas, Tolú y San Bernardo del Viento evidencia una posición del mar mínimo 3 metros por encima del nivel actual hace aproximadamente entre 2700 y 2900 años AP. Esta línea de costa que alcanzó el sector de La Doctrina, Córdoba, 18 km. de la costa actual y probablemente aumentó el fenómeno de las inundaciones en el valle inferior del Sinú (Fig. 12). Este nivel del mar elevado producía un nivel de base más alto para el río, el cual probablemente formaba un delta interior en el complejo cenagoso de Cereté - Loricá.

La baja disponibilidad de sedimentos en el golfo de Morrosquillo ha determinado una historia reciente distinta para este litoral. En efecto, el estrecho nivel

de cordones subrecientes y las terrazas de 2 metros de altura en promedio, compuestas por corales muertos y fragmentos arrecifales evidencian una actividad biológica alta y bajo aporte de sedimentos durante el último ascenso del nivel del mar, en una situación similar a la actual. Estos cordones de playa señalan el límite del mar durante el Holoceno Superior, quedando zonas cenagosas como La Caimanera y Trementina, relictos de los manglares que funcionaron durante ese período (Fig. 15).

En las zonas de colinas litorales al sur y norte del golfo, las líneas de cordones subrecientes que marcan la posición de la antigua playa se encuentran recubiertos por sedimentos coluviales provenientes de las colinas. En cambio, el paleoacantilado situado al respaldo de estas se constituye en la forma más evidente del máximo alcance de las aguas en zonas como Rincón, Coveñas y Maya (Fig. 5). Acantilados de 2 a 3 metros de altura tallados en rocas calcáreas más antiguas son producto de la actividad de un mar más alto, así como la posición subaérea de corales en posición de crecimiento, que coincide con los observados en la bahía de Cispata. Así, por la correlación de geoformas, algunas con dataciones, se arroja una fecha mínima de formación para este nivel de cordones y terrazas marinas alrededor de los 2500 años AP.

Litoral de Barbacoas - Cartagena

Dos tipos de costa configuran en forma general el litoral de las bahías de Barbacoas y Cartagena: las costas bajas dominadas por manglares y las costas altas de terrazas y acantilados, presentado la segunda intercalaciones de mangle y playas angostas. Para el sector de la bahía de Barbacoas se observa la presencia de manglares y ciénagas salobres, antiguos cordones y marismas, paleocauces y canales. Estas geofomas configuran un complejo deltaico formado probablemente a principios del Pleistoceno (IDEAM-Universidad Nacional, 1997), producto de un pequeño brazo del Magdalena que logró alcanzar el mar a través de depresiones estructurales. En general el delta se halla en proceso de retroceso por acción del oleaje, presentando ganancia sólo en las actuales bocas de los caños que drenan el Canal del Dique durante los últimos 70 años.

Ubicados dentro del complejo deltaico, Reichel-Dolmatoff (1961) reporta la presencia de asentamientos humanos y conchales cerca la población de Puerto Horniga (actualmente Puerto Badel), situados entre 3 y 4 m. de altura respecto al nivel del mar actual. Estos depósitos fueron datados de 5040 ± 70 años AP y pueden interpretarse en el sentido que el litoral ya presentaba una configuración similar a la actual y un

nivel ligeramente más alto para el mantenimiento de los poblados indígenas. Cordones litorales no datados en el delta del Canal del dique podría relacionarse con este período de ocupación humana próxima a la costa. Huellas del alcance del avance marino también se aprecian en los paleoacantilados labrados en rocas terciarias cercanas al poblado de Leticia y detrás de Punta Comisario, al sur del delta.

En el litoral de la isla de Barú y la bahía de Cartagena, incluyendo la isla de Tierra Bomba, predominan las terrazas y los acantilados (Fig. 5). Se identificó una terraza subreciente tanto en Tierra Bomba como en Barú, constituida por corales *in situ* y fragmentos arrecifales, situada 2-3 metros sobre el nivel del mar actual. Burel y Vernet (1981) presentan dataciones para conchas de la terraza situada en la punta norte de Tierra Bomba de 2850 ± 150 años AP y de 2700 ± 90 años AP para un coral de la terraza de +3 metros en la parte interna de Bahía Honda (isla de Barú), en tanto que Vernet (1985) reporta una edad de 2470 ± 120 años AP en un coral emergido 1 m respecto al nivel actual en la bahía de Cartagena. Adicionalmente, conchales de origen antrópico localizados sobre los cordones litorales de Barlovento al noreste de Cartagena y fechados en 3450 años AP (Reichel-Dolmatoff, 1990) tenderían a confirmar la presencia de este mismo nivel

marino del Holoceno medio.

Las plataformas arrecifales emergidas aproximadamente 2 m por encima del nivel actual en la isla Naval (islas del Rosario) con corales en posición de crecimiento (Burel y Vernet, 1981) constituyen otro indicio del nivel marino holocénico alto. Por su posición y forma de carácter reciente, podrían ser equivalentes con las formaciones datadas en Tierra Bomba y encontradas en Barú. Como evidencia adicional, en Barú también se encontraron nichos labrados sobre los acantilados altos más antiguos en una posición de +3 metros y que marcarían la acción abrasiva del oleaje del alto holocénico.

Sector Litoral Deltaico del Río Magdalena

La cuenca baja del río Magdalena corresponde a una depresión costera, limitada por estructuras geológicas en levantamiento (Serranía de San Jacinto y Sierra Nevada de Santa Marta). Su zona litoral ha sufrido un complejo proceso de sedimentación en épocas recientes debido a su carácter de receptora regional de sedimentos deltaicos, con los cuales se ha remodelado este sector litoral durante el Holoceno. Como característica dominante se destaca el desarrollo limitado de cordones de playa en sus alrededores, principalmente sobre el flanco

occidental en la laguna costera de Mallorquín y a lo largo de la isla barrera de Salamanca al norte de la Ciénaga Grande de Santa Marta. A su vez, se evidencia la progradación deltaica progresiva desde el sur del sistema lacustre, próximo a Salamina, hasta Bocas de Cenizas en el norte durante el Holoceno Superior (Fig. 17).

Al sur de la Ciénaga de Mallorquín, se localizan una secuencia de cordones litorales subrecientes compuestos por arenas medias situadas entre 2 y 3 metros de altura por encima del nivel actual del mar, recostados sobre un paleoacantilado y cubiertos con vegetación arbustiva (Fig. 11). Los cordones se hallan separados de la línea de mar por un marisma y una franja estrecha de playas actuales. Se interpreta que este cordón más alto fue formado durante el óptimo climático holocénico, cuyo máximo avance quedó registrado en el paleoacantilado que bordea en forma subparalela la costa actual.

Referente a la barra de Salamanca, su actual configuración permite clasificarla como cordón actual (Fig. 11), pero su conformación se atribuye a mediados del Holoceno, durante la transgresión marina del óptimo climático del Holoceno. La posición actual, levemente más alta que el actual nivel marino, se explica debido a la tendencia a la

subsistencia que sufre el sector, tanto por compactación como por tectonismo. Su antigüedad también se explica con la presencia de dunas de hasta 6 m de altura, algunas de ellas parcialmente estabilizadas por vegetación.

Investigaciones antropológicas en la zona han demostrado la presencia de asentamientos humanos sobre el cordón litoral hace 2000 años, con base en la mediciones de C¹⁴ en conchales en la isla (Angulo, 1978). Para Bernal (1996) hace 2400 años se produce la etapa final de la transgresión con la formación de la ciénaga grande, alcanzando alrededor de +2 m sobre el nivel marino actual. La presencia de mangle rojo en capas de turba al norte de la ciénaga de Santa Marta, a 2 metros de profundidad, fechadas en 2400 años A.P, (Bernal, 1996), indican una mayor comunicación de la ciénaga con el mar. Las anteriores determinaciones sugiere que la ocupación humana hace 2000 años se dio después de la transgresión holocénica, una vez que la barra de Salamanca se estabilizó.

En forma compaginada, en el sector suroeste de la Ciénaga Grande, se aprecia una sucesión deltaica que señalan el relleno progresivo de este complejo lacustre durante el Holoceno Superior (Fig. 17). Desde la población de Salamina, se desprende un sistema de paleocauces, de magnitud similar

al del río Magdalena actual, que avanzan en dirección de la Ciénaga Grande. Más al norte, próximo a la población de Remolinos, se desvía otro sistema de paleocauces hacia la margen occidental de la misma ciénaga, para luego alcanzar la costa en la región de Cuatro Bocas. Finalmente, desarrolla el cauce actual, superpuesto a los anteriores y encausado recientemente por las modernas obras de ingeniería de Bocas de Cenizas (Fig. 18).

La morfología y estructura de los sistemas deltaicos de Salamina y Remolinos presentan la mayoría las características geomorfológicas de los deltas, incluyendo diques aluviales espesos, marismas y paleocauces ramificados. Sin embargo, se destaca la ausencia de cordones litorales en estos sistemas, generalmente asociados en forma subperpendicular a los deltas en progradación tales como en el delta Tinajones del río Sinú, de tipo lobulado (Robertson, 1987). En cambio, la morfología deltaica del sistema del Magdalena se asemeja más a un delta de tipo digitado como el antiguo delta de Cispata en el río Sinú (Robertson y Chaparro, 1998), morfología que implica condiciones semiprotegidas con un oleaje muy reducido. Este análisis sugiere la presencia de un golfo o ciénaga litoral protegida por una barrera, probablemente el paleocordón de la isla Salamanca, fechado en 2400 años AP.

Esta misma sucesión de deltas de Salamina, Remolinos y finalmente Bocas de Ceniza, indicaría el progresivo relleno del complejo lacustre de la Ciénaga Grande de Santa Marta durante el Holoceno Superior, proceso todavía incompleto (Fig. 17). De acuerdo con esta interpretación, hacia finales de la transgresión holocénica, el cordón litoral de Salamanca se estabilizó en función del nivel del mar, consolidándose finalmente gracias a los aportes del río Magdalena que ya había alcanzado la línea de costa. Recientemente se viene presentándose un proceso erosivo acelerado sobre el cordón de Salamanca y el sector de la Ciénaga de Mallorquín debido, en gran medida, a la intervención humana con la construcción de los tajamares de Bocas de Ceniza.

ANALISIS Y CORRELACION REGIONAL

Con base en geoformas litorales se puede seguir una antigua línea de costa a lo largo del Litoral Caribe en forma casi ininterrumpida desde el Darién hasta la desembocadura del río Magdalena en la Ciénaga de Mallorquín, próximo a Barranquilla. Esta paleocosta se define por una serie de terrazas marinas, cordones litorales, acantilados y corales subáereos, subparalelas a la costa actual, dejadas por un nivel de mar más elevado datado por C^{14} entre el Holoceno Medio a Superior.

Las terrazas marinas y cordones litorales elevados constituyen, tal vez, las geoformas de origen litoral más destacadas y mejor preservadas. En general, presentan una buena conservación con solo una leve disección, ubicándose en promedio entre 2 y 3 metros sobre el nivel actual del mar. En muchos los casos, estas dos geoformas se encuentran asociadas, destacándose los sectores de Mulatos-Caribana, San Bernardo del Viento, Coveñas, La Libertad y Mallorquín próximo a Barranquilla. En casi todos los casos, conservan su forma original de bermas de playa suavemente onduladas con un patrón subparalelo a la costa actual. Areas con poca presencia de estas geoformas corresponden a zonas litorales alejadas de las fuentes de sedimentos y con plataformas litorales abruptas como entre Puerto Salgar y Cartagena y el Darién.

En general, estas terrazas constan de arenas aluviales, de tamaño medio, retransportadas por la deriva litoral local. No se presenta alteración en estos sedimentos ni la formación de suelos con un desarrollo pedológico importante, por lo cual se consideran de origen relativamente reciente. Dataciones por C^{14} en los sedimentos deltaicos intercalados del Sinú (2250 ± 30 AP) confirma un fecha holocénica para este nivel del mar.

En forma similar, los arrecifes

coralinos subaéreos, 1 a 2 metros por encima del nivel actual del mar en posición de crecimiento, se correlacionan bien con el nivel subreciente de terrazas y cordones litorales. Estas plataformas coralinas se ubican preferencialmente en sectores deficitarios en sedimentos tales como Darién, Broqueles, Morrosquillo, Punta San Bernardo, isla Barú y Cartagena. El aspecto fresco sin alteración de estas antiguas colonias de corales sugiere un origen reciente y fechados mediante análisis de C^{14} entre los 2.500 y 3000 años AP, es decir, claramente correlacionables con las terrazas marinas ya descritas. En cuanto a las formaciones coralinas recientes de las islas de San Bernardo y el Rosario, su morfología tabular a 2 metros por encima del nivel del mar reflejan la presencia de un ascenso marino reciente a nivel regional, y que puede ser confirmado con corales expuestos a un 1 metro de altura en Isla Tesoro (archipiélago del Rosario) y datados en 2780 ± 120 años AP (Vemette, 1985).

La ocurrencia de terrazas marinas coralinas de altura similar en zonas tectónicamente estables como Cartagena y en zonas tectónicamente activas como en el Darién (probable levantamiento), sugiere que los procesos tectónicos no alcanzan a generar cambios significativos para un período tan corto en comparación con la

variación del nivel del mar. Sin embargo, fenómenos de subsidencia, bien sea de origen tectónico y/o por compactación de sedimentos, son necesarios para explicar la ausencia de terrazas en la zona sur del Golfo de Urabá y probablemente en la Ciénaga Grande de Santa Marta.

También, varias evidencias en las zonas deltaicas sugieren un proceso de progradación lenta para este sector de la costa Caribe, condicionada al relleno de los valles aluviales inferiores. La presencia de corales muertos fechados en 2450 ± 30 años AP, dentro del delta reciente del río Sinú, en la bahía de Cispata, confirmaría el retraso en el crecimiento deltaico del río Sinú hasta esta fecha. De una manera similar, el río Atrato solo logró desarrollar su forma deltaica, posterior al relleno de su valle aluvial y la formación de los cordones subrecientes de la bahía de Colombia (Fig. 19). En el caso del río Magdalena, la situación es aun más extremo, ya que solo en época reciente el delta alcanzó a desembocar directamente en el mar.

Finalmente, la presencia de múltiples evidencias de un nivel de mar levemente más elevado durante el Holoceno Medio en el Caribe Colombiano coincide con varias observaciones a nivel global, especialmente en las latitudes bajas y el hemisferio sur (Pirazzoli, 1991, cit. por Bird, 1993). Las

observaciones litorales en el trópico colombiano sugerirían que este nivel marino eustático hubiera tenido un mayor alcance que lo previsto hasta el momento.

CONCLUSIONES GENERALES

A lo largo de gran parte del Litoral Caribe Colombiano y las zonas aledañas, existen claras evidencias de una paleocosta ligeramente más elevada que el nivel del mar actual. Las evidencias más destacadas incluyen cordones litorales, terrazas marinas y corales expuestos, en promedio, 2 a 3 metros por encima del nivel actual del mar. Adicionalmente se destaca un paleocantilado, evidencia del máximo avance de este evento eustático. Dataciones por C^{14} en sedimentos y corales asociados con este nivel confirman una fecha mínima para este nivel del mar alrededor de 2.300 años AP.

Este nivel eustático más elevado hacia el Holceno Medio afectó una zona estrecha que bordea en forma subparalela a la línea de costa actual. Sin embargo, excepciones importantes a esta tendencia se pueden apreciar en las desembocaduras de los ríos principales tales como del Sinú y Atrato donde la progradación deltaica ha transformada notablemente la zona litoral (Fig.19). En cambio, la ausencia de

geoformas litorales antiguas en la Ciénaga Grande de Santa Marta sugiere la antecedencia de la isla barrera de Salamanca frente al avance deltaico del río Magdalena durante el Holoceno Medio (Fig. 19).

Esta línea de costa del Holoceno Medio asociada con un nivel del mar 2-3 metros más alto necesariamente tuvo que inundar una zona importante del litoral, línea que puede servir como buen indicador para delimitar zonas susceptibles a inundación o potencialmente inundables ante el ascenso pronosticado del nivel del mar. De acuerdo con esta observaciones, parece aconsejable que se adelanten estudios detallados en sectores sensibles de la costa, con el propósito de afinar la información sobre las variaciones del nivel del mar durante el Holoceno. Estos trabajos podría tener como objetivo adicional, precisar el impacto del ascenso del nivel del mar en zonas deltaicas tales como el delta del río Magdalena, Atrato, Patía y otros, sectores altamente sensibles a los cambios futuros.

REFERENCIAS

- Aguirre, N. 1994. Análisis morfodinámico de la cuenca hidrográfica norte del río Sinú. *Revista SIG - PAFC*, 4: 68 - 85.
- Angel, C.; Esquivel, J. y Samimiento, G. 1985. Geología del

- Departamento de Bolívar al norte del Canal del Dique. *Informe 1941* Bogotá: INGEOMINAS.
- Angulo, V.C. 1978. *Arqueología de la Ciénaga Grande de Santa Marta*. Fundación de Investigaciones Arqueológicas Nacionales. FIAN, Bogotá: Banco de la República.
- Bernal F. G. 1996. Historia geológica y procesos físicos del sistema lagunar de la Ciénaga Grande de Santa Marta, Colombia. *Documento Invenmar*, Santa Marta.
- Bird, E.C. 1993. *Submerging coasts: The effects of a rising sea level on coastal environments*. J. Wiley, 184 p. Chichester, UK.
- Burel, T. y Vernet, G. 1981. Evidencias de cambios de nivel del mar en el Cuaternario de la región de Cartagena (Bolívar). *Revista CLAF*, 6(1-3): 77-92.
- CIAF, 1985. Estudios básicos para un plan de ocupación del espacio, Valle del Sinú. *Informe Técnico Corporación Autónoma de los Valles del Sinú y San Jorge CVS*. Bogotá.
- Chevillot, Ph. Molina, A. Giraldo L. 1993. Estudio hidrológico y geológico del Golfo de Urabá. *CIOH, Bol. Cient.* 14: 79-89.
- Davis, RA. 1996. *Coasts*. Prentice Hall, New Jersey.
- Díaz, J. Sanchez, J. y Diaz-Pulido, G. 1996. Geomorfología y formaciones arrecifales recientes de Isla Fuerte y Bajo Bushnell: Plataforma continental del Caribe Colombiano. *Bol. Invest. Marinas y Costeras*, 25: 87-106.
- Duque-Caro, H. 1990. The Chocó Block in the northwestern corner of South America: Tectostratigraphic and paleogeographic implications. *Journ, South Amer. Earth Sciences*, 3 (1): 71-84.
- Gornitz, V. & Lebedeff, S. 1987. Global sea level change during the past century. Nunmedal, O. et al. eds. *Sea level fluctuations and coastal evolution. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication N.41.
- IDEAM-UNIVERSIDAD NACIONAL 1997. *Morfodinámica, población y amenazas naturales en el Litoral Caribe Colombiano (Valle del Sinú-Morrosquillo-Canal del Dique)*. Bogotá : Documento IDEAM.
- IDEAM-UNIVERSIDAD NACIONAL 1998. *Litoral Caribe: Morfodinámica y amenazas naturales*. Bogotá: Informe final.
- IGAC 1985. *Atlas de Cartografía Histórica. Cartografía de la Provincia de Cartagena, Golfo del Darién y Porto Vello, 1817*. Lámina XLV y Lámina XLVI.
- INGEOMINAS 1988. *Mapa geológico de Colombia. Escala 1:1'500.000, Memoria Explicativa*. Bogotá: INGEOMINAS.
- IPCC 1995. *Cambio climático, segunda evaluación. Informe del Grupo*

- Intergubernamental de expertos sobre el cambio climático.* Ginebra: OMM-PNUMA.
- Khobzi, J. 1981. Los campos de dunas del norte de Colombia y de los Llanos de la Orinoquía. *Revista CLAF*, 6(1-3): 257-292.
- Martínez, J. O. 1993. Geomorfología y amenazas geológicas en la línea de costa del Caribe Central Colombiano. *Publ. Esp. de INGEOMINAS*, 19.
- Martínez, N. y Robertson, K. 1998. Variaciones cuaternarias del nivel del mar y sus implicaciones en las amenazas litorales del Caribe Colombiano. *I Sem. Nal. Sobre Manejo Integral de Zonas Costeras*, Cartagena.
- Molina, A.; Molina, C. y Chevillot, P. 1994. Percepción remota aplicada para determinar la circulación de las aguas superficiales del Golfo de Urabá y la variación de su línea de costa. *Bol. Cient. CIOH*, 11: 43-58.
- Molina, A.; Molina, C.; Giraldo, L.; Parra, C. y Chevillot, P. 1994. Dinámica marina y sus efectos sobre la geomorfología del Golfo de Morrosquillo. *Bol. Cient. CIOH*, 15: 93-113.
- Molina, L.E. Pérez, F. Martínez, J.O. Franco, J. Marín, L. González, J. y Carvajal, J.H. 1998. Geomorfología y aspectos erosivos del Litoral Caribe Colombiano. *Publ. Geol. Esp. de INGEOMINAS*, 21: 1-74.
- Ochesnius, C. 1981. Ecología del Pleistoceno Tardío en el cinturón árido precaribeño. *Revista CLAF*, 6(1-2): 365-352.
- Page, W. 1982. Deformación tectónica de la Costa Caribe al noroeste de Colombia. *IV Congreso Colombiano de Geología*. Bogotá.
- Reichel-Dolmatoff, G. 1961. Puerto Hormiga, un complejo histórico marginal de Colombia. *Revista Col. de Antropología*, 10: 350-354.
- Reichel-Dolmatoff, G. 1990. Pasado arqueológico: legado y desafío. *Colombia Caribe*, ed M.C. Jimeno, 3-14, Bogotá: Fondo FEN.
- Roberts, N. 1998. *The Holocene, an environmental history*. Oxford: Blackwell.
- Robertson, K. 1987. Avulsión, cambios de curso y delta del río Sinú, Córdoba. *II Simposio Latinoamericano de Sensores Remotos*, 237-249, Bogotá.
- Robertson, K. y Chaparro, J. 1998. Evolución histórica del delta del Río Sinú. *Cuadernos de Geografía*, 7(1-2): 70-86.
- Vernette, G. 1985. *La plate-forme continentale caraibe de Colombie (du débouché du Magdalena au golfe de Morrosquillo); Importance du diapirisme argileux sur la morphologie et la sedimentation*. Ph. D. Tesis, Universidad de Bordeaux, Francia.

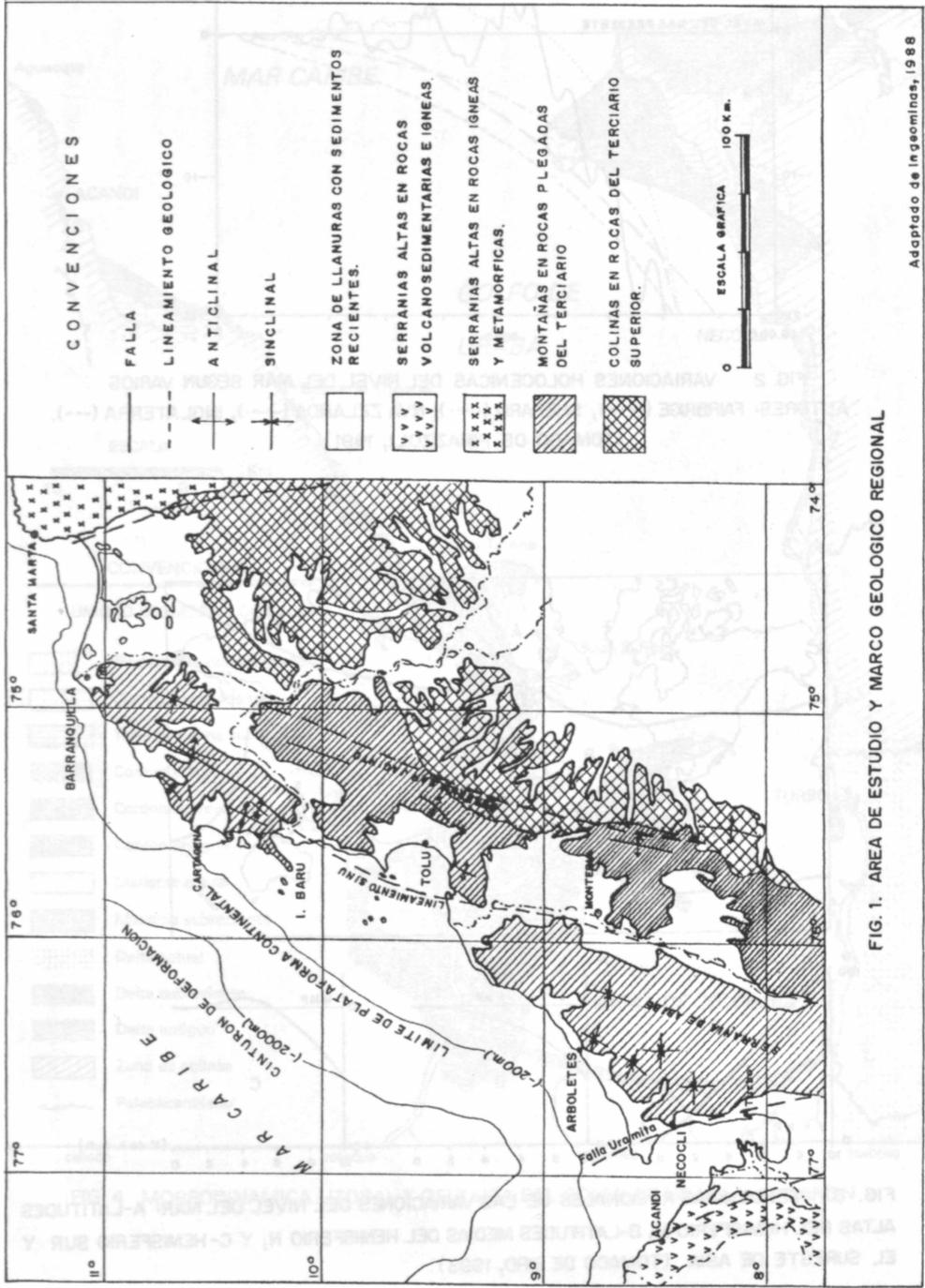


FIG. 1. AREA DE ESTUDIO Y MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Adaptado de Ingeominas, 1988

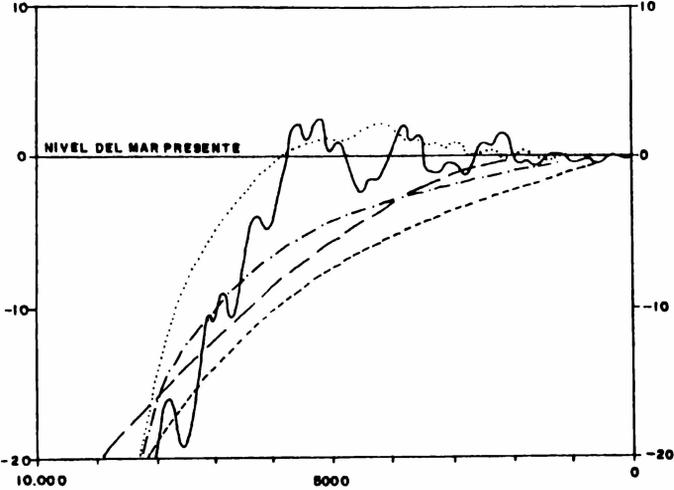


FIG. 2 VARIACIONES HOLOCENICAS DEL NIVEL DEL MAR SEGUN VARIOS AUTORES: FAIRBRIGE (—), SHEPARD (.....), NVA ZELANDA (---), INGLATERRA (-.-). (TOMADO DE PIRAZZOLI, 1991)

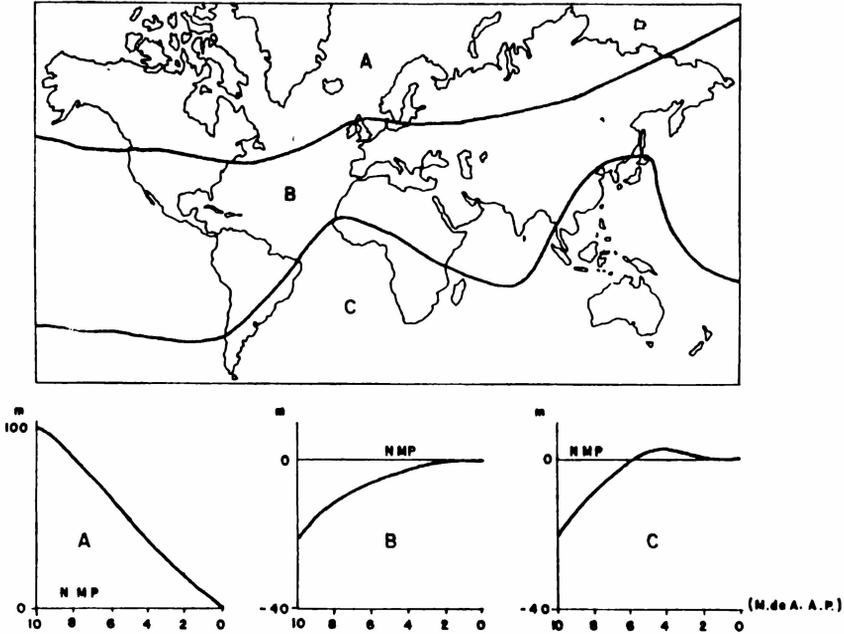


FIG. 3 TENDENCIAS REGIONALES DE LAS VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR: A-LATITUDES ALTAS DEL HEMISFERIO N; B-LATITUDES MEDIAS DEL HEMISFERIO N; Y C-HEMISFERIO SUR Y EL SURESTE DE ASIA (TOMADO DE BIRD, 1993)

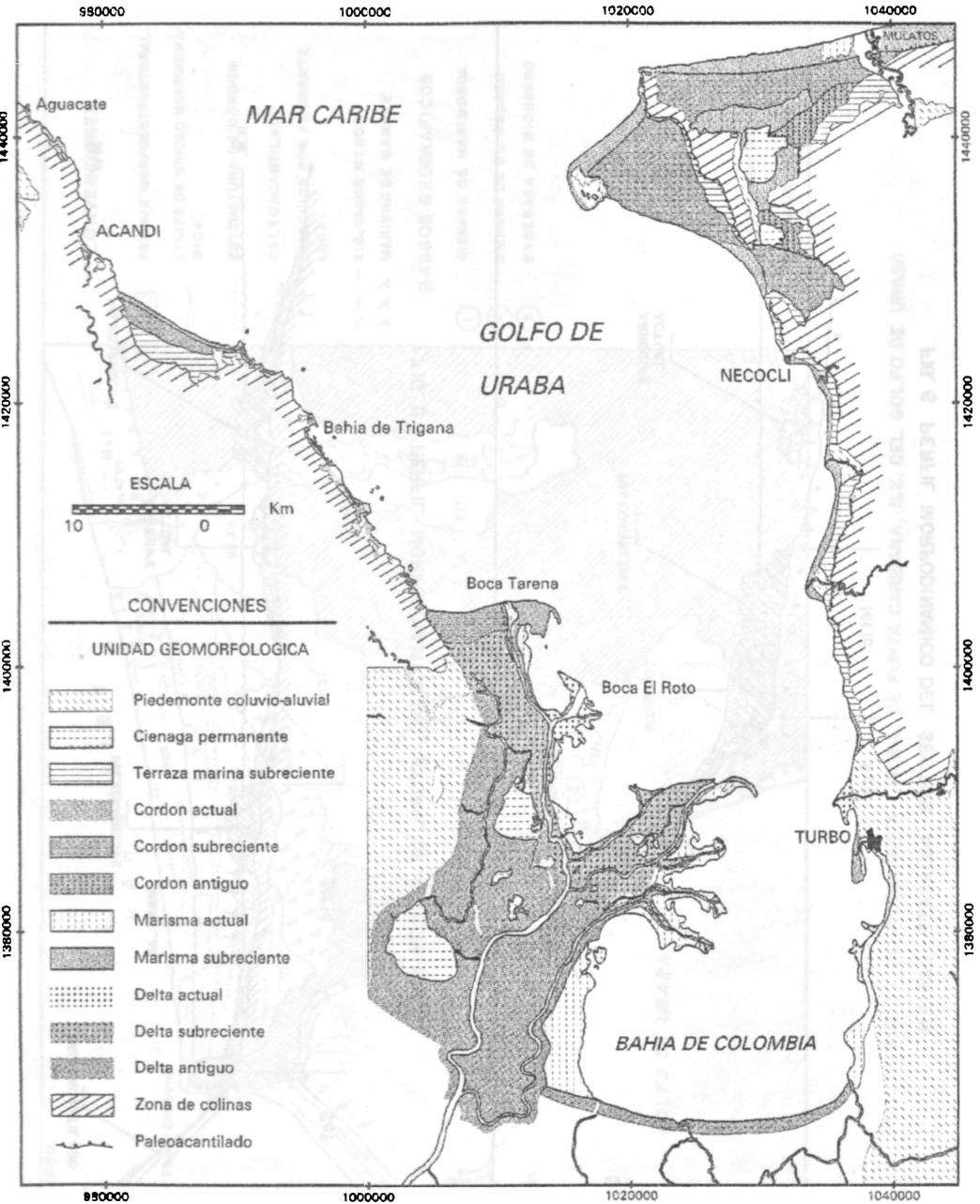


FIG. 4 MORFODINAMICA LITORAL Y DELTAICA DEL GOLFO DE URABA Y EL DARIEN

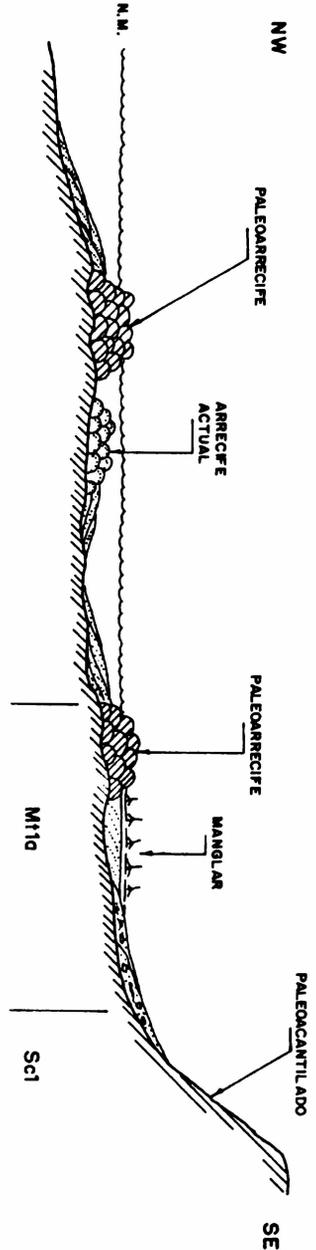


FIG. 5 PERFIL MORFODINAMICO DEL LITORAL DE RINCON-BARU

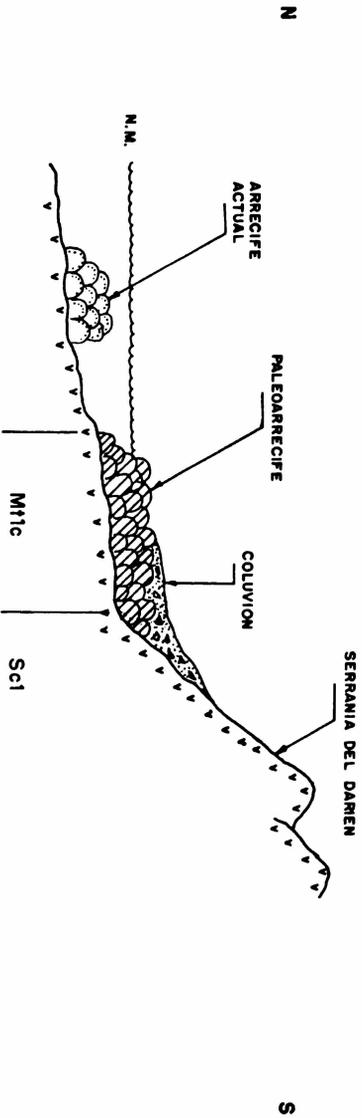


FIG. 6 PERFIL MORFODINAMICO DEL SECTOR AGUACATE-DARIEN

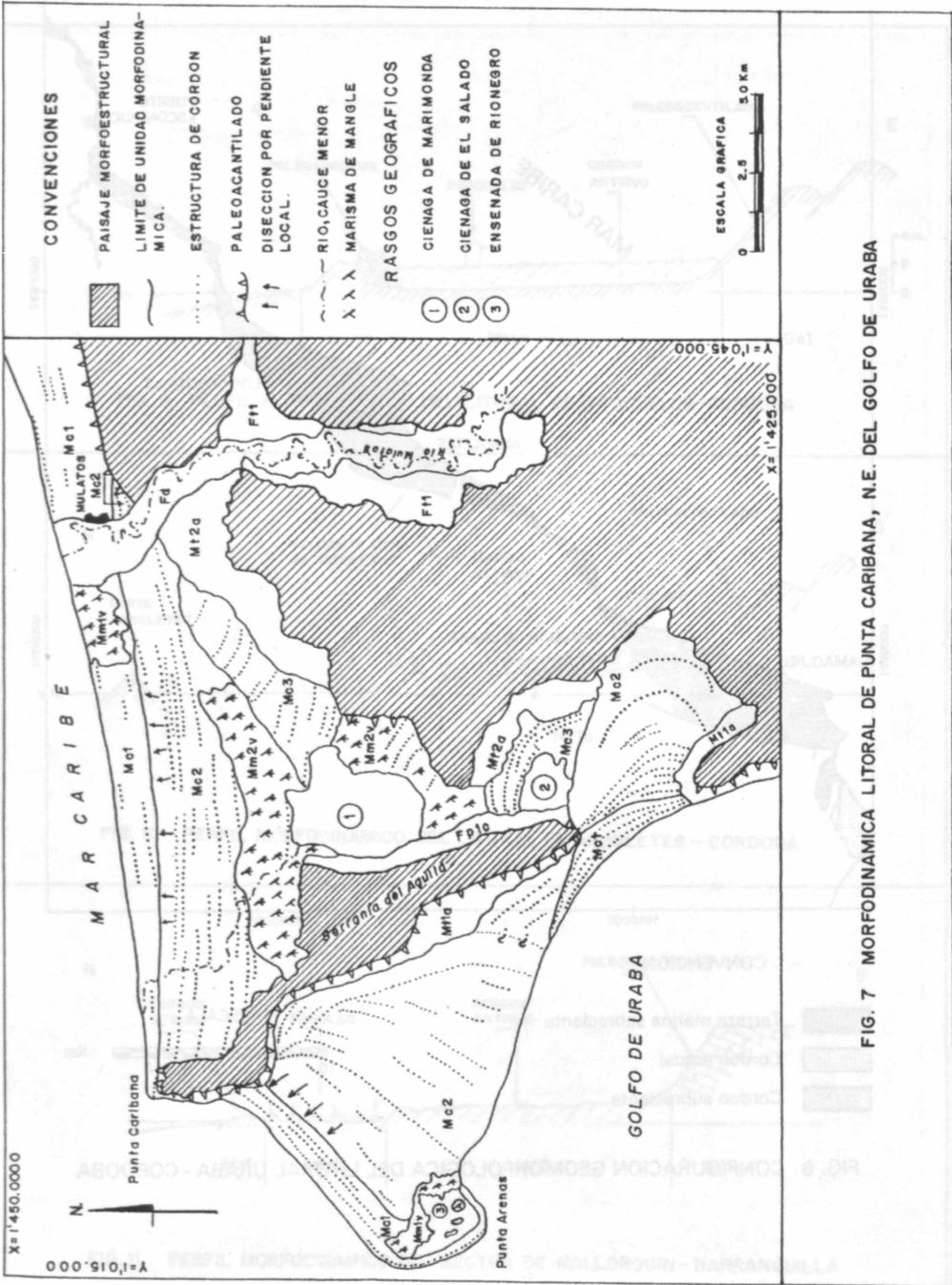


FIG. 7 MORFODINAMICA LITORAL DE PUNTA CARIBANA, N.E. DEL GOLFO DE URABA

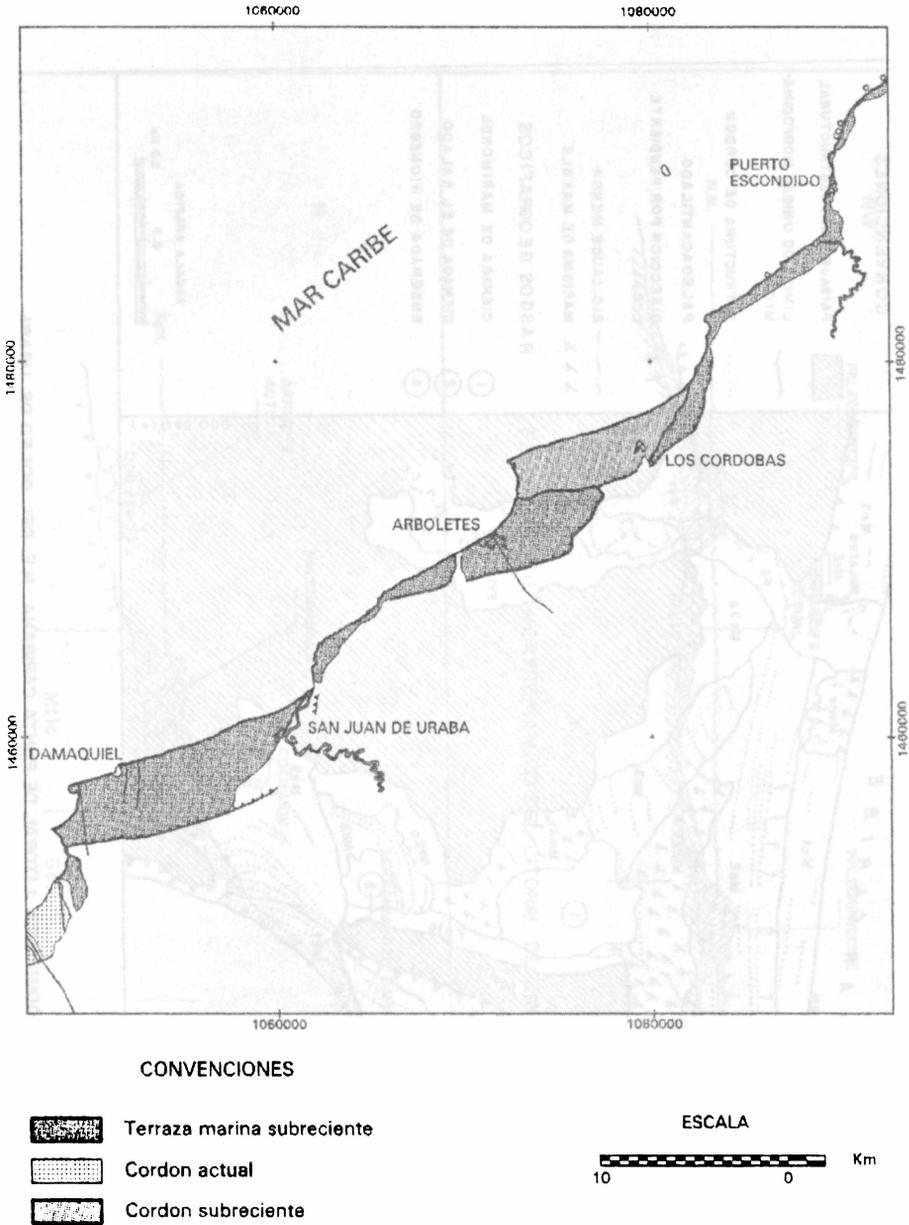


FIG. 8 CONFIGURACION GEOMORFOLOGICA DEL LITORAL. URABA - CORDOBA

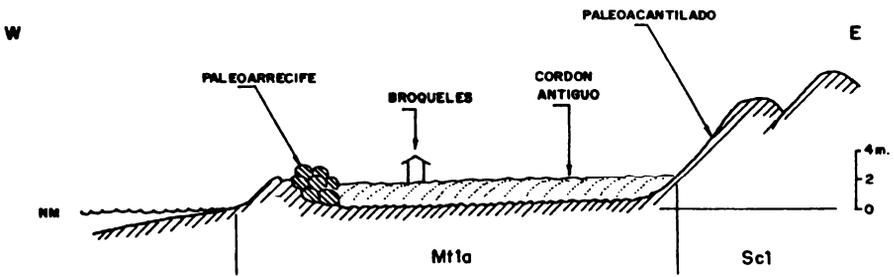


FIG. 9 PERFIL MORFODINAMICO DEL LITORAL DE BROQUELES-CORDOBA

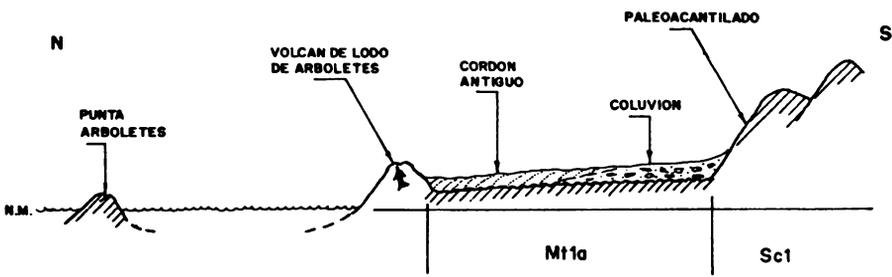


FIG. 10 PERFIL MORFODINAMICO DEL LITORAL DE ARBOLETES - CORDOBA

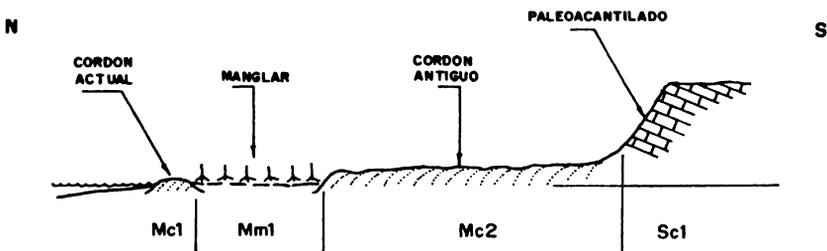
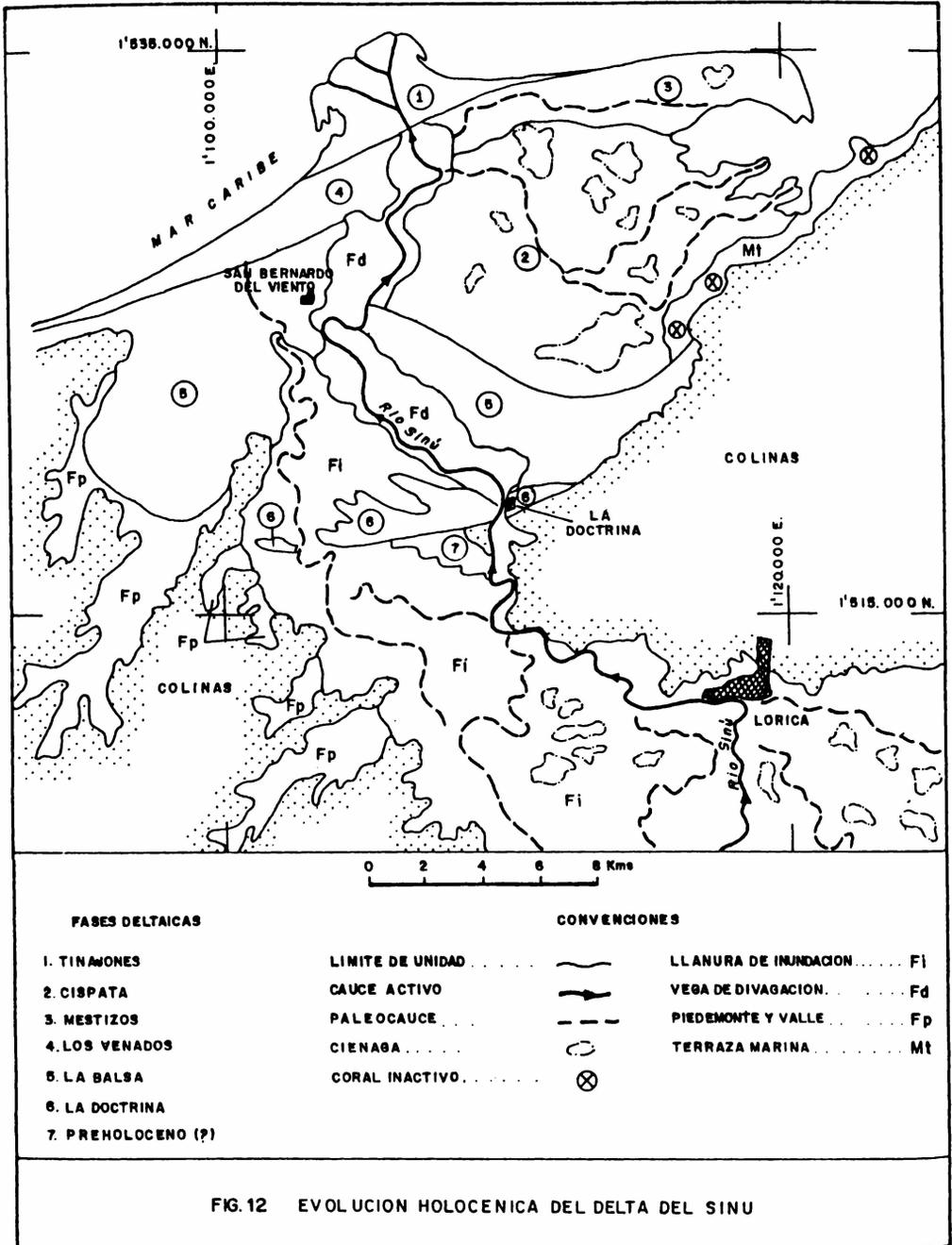


FIG. 11 PERFIL MORFODINAMICO DEL SECTOR DE MALLORQUIN-BARRANQUILLA



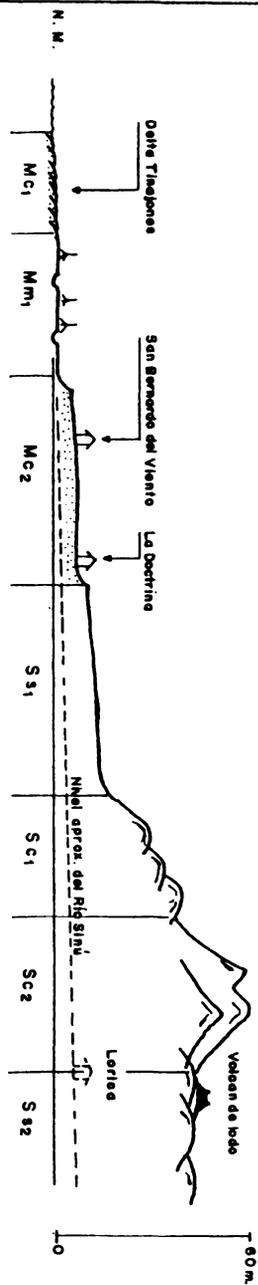


FIG. 13 PERFIL MORFODINAMICO DEL VALLE INFERIOR DEL SINU

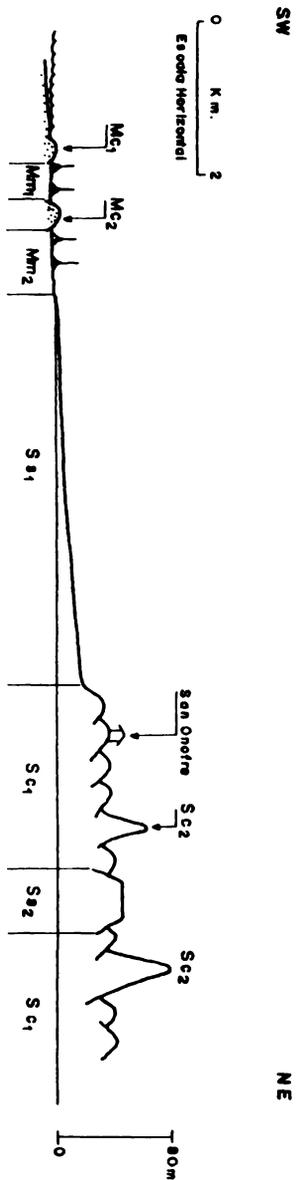


FIG. 14 PERFIL MORFODINAMICO DEL GOLFO DE MORROSQUILLO

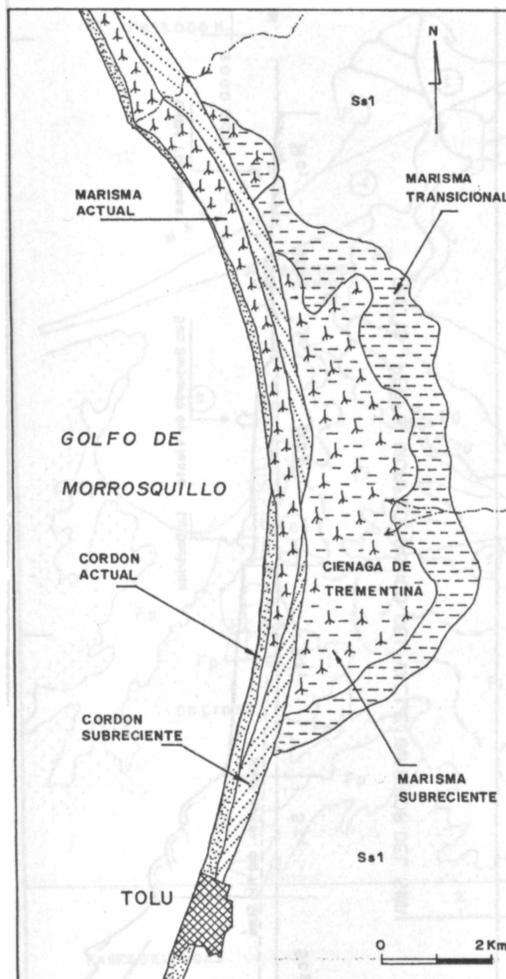


FIG. 15 MORFODINAMICA LITORAL DE LA ZONA DE TOLU - GOLFO DE MORROSQUILLO

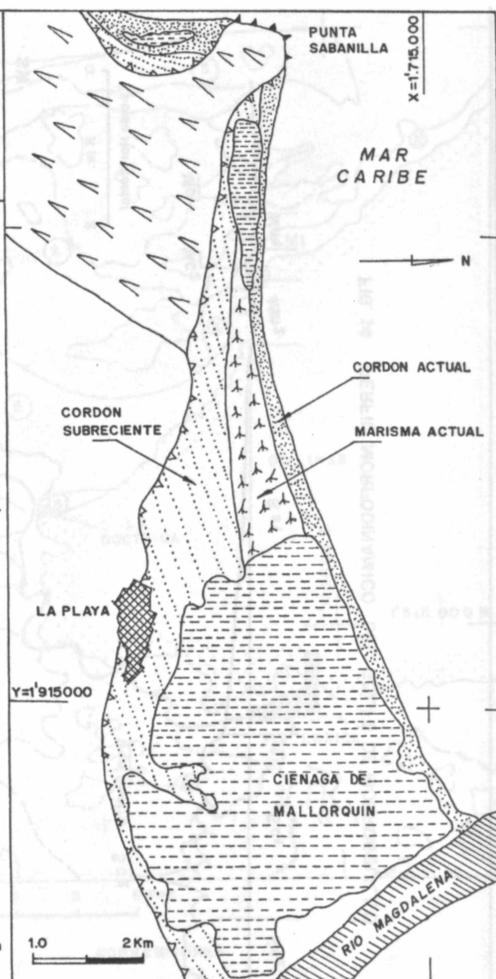


FIG. 16 MORFODINAMICA LITORAL SECTOR PUNTA SABANILLA - ATLANTICO

SUPERFIE DE APLANAMIENTO SUBRECIENTE Ss1
 MARISMA CON VEGETACION HALOFITA 

ACANTILADO ACTIVO 
 PALEOACANTILADO 
 CAMPO DE DUNAS LITORALES SUBRECIENTES 

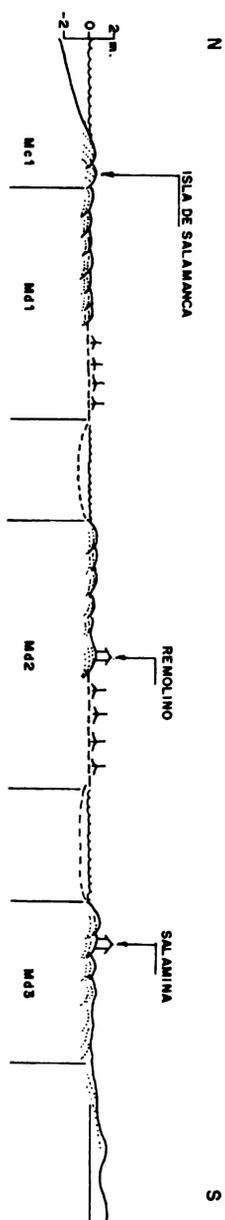


FIG. 18 PERFIL MORFODINAMICO DEL COMPLEJO DELTAICO DEL RIO MAGDALENA: DELTA ACTUAL (MD1), DELTA SUBRECIENTE (MD2) Y DELTA ANTIGUO (MD3).

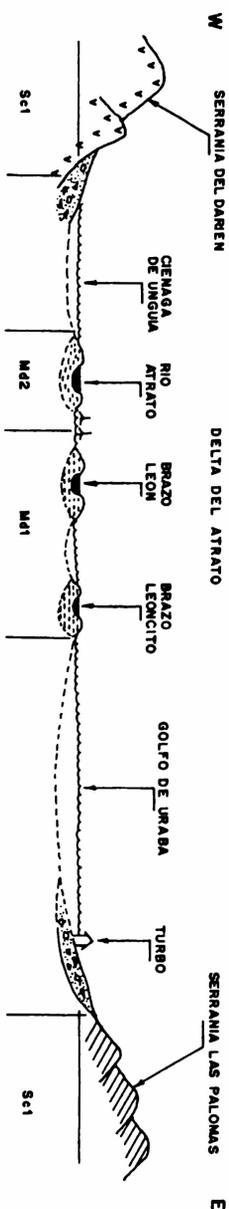


FIG. 19 PERFIL MORFODINAMICO DEL DELTA DEL ATRATO Y GOLFO DE URABA

Cuadernos de Geografía tiene como objetivo divulgar los resultados de la discusión disciplinaria (teórica y aplicada), entre los geógrafos colombianos. La revista publica ensayos, resultados de investigaciones, comentarios y réplicas a debates académicos, revisiones de libros y noticias sobre geografía.

FORMATO DE ENVÍO

Los artículos enviados para publicación deben ir en copia dura y digital. Se recomienda como formato de texto Word 6.0, 7.0 o formato RTF y las gráficas en formatos estándar como .JPG, .BMP, .TIF, .GIF o .CDR (Corel Draw), .PPT (Power Point), .DWG, .DXF (Autocad). Envíe copia digital independiente de las imágenes incrustadas en el texto. Utilice tipos de letra estándar como Times, Arial y Courier, si usa símbolos especiales incluya copia del archivo del tipo de letra (*.ttf). Identifique los diskettes con el nombre de los archivos que incluye.

RESUMEN

Sintetice los principales elementos y aportes del documento en un resumen de no más de 100 palabras. En la parte final incluya hasta cinco palabras clave que permitan clasificar el ensayo.

CITACION

Se recomienda utilizar el sistema del manual de estilo de Chicago, ampliamente difundido en las revistas de geografía. Según este sistema las referencias son hechas en el texto utilizando el apellido del autor (es) y el año de publicación (ejemplo: (Wong 1998). Cuando es una cita textual se incluye el número de página (ejemplo: “.....” (Wong 1998: 4) o Wong (1998: 4) argumenta que...). Tenga en cuenta que no se utilizan ni citas ni notas de pie de página, en caso necesario se usan notas numeradas en el texto y listadas al final del ensayo. En la lista de referencias, los documentos se citan según los ejemplos siguientes:

Libros

Vilá Valentí, Joan. 1983. Introducción al estudio teórico de la geografía. Barcelona: Ariel.

Capítulo en un libro

Holzer, Harry y Wayne Vroman. 1992. Mismatches and the urban labor market. En Urban labor markets and economic opportunity, ed. Georges E. Peterson y Wayne Browman, 81-112. Washington: Urban institute press.

Artículo de revista

Molano, Joaquín. 1995. Arqueología del paisaje. Cuadernos de geografía 5(2): 1-10.

Tesis

Hallman, B. E. 1991. Population, migration and commuting at the edge of the urban field, M.A. Thesis, Department of geography university of Guelph.

Varias referencias de un mismo autor se organizan cronológicamente. Cuando coincide autor y año, se ordenan con una letra (ejemplo: Castells, Manuel 1996a.....; Castells, Manuel 1996b).

De igual forma se citan al interior del texto. Si el autor no aparece en un informe o trabajo, use el nombre de la entidad que produjo o patrocinó el informe. Para otros documentos incluya datos suficientes. En referencias electrónicas, incluya la dirección completa.

CUADROS Y FIGURAS

Los cuadros deben ser numerados consecutivamente y titulados en la parte superior izquierda. Todo esquema, gráfico, mapa o fotografía son incluidos como figura en el texto y deben estar citadas en el texto, además son numeradas y tituladas en su parte inferior izquierda. Las figuras elaboradas a mano deben ser enviadas en papel pergamino y dibujadas en tinta. Tenga en cuenta que el formato de la revista es de 17 cm de ancho por 24 cm de alto y por tanto figuras en tamaño mayor han de ser reducidas con la consiguiente pérdida de información.

